

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE OCEANOGRAFIA

**GIOVANA JEREMIAS ANDRADE**

**VARIAÇÕES DE LONGO TERMO DO DIPLO SUBTROPICAL  
DO ATLÂNTICO SUL**

Florianópolis, 2015

GIOVANA JEREMIAS ANDRADE

## **VARIAÇÕES DE LONGO TERMO DO DIPOLO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL**

Trabalho de Curso submetido à Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Grau de Bacharel em Oceanografia.

**Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Regina Rodrigues Rodrigues.**

Florianópolis, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

**VARIAÇÕES DE LONGO TERMO DO DIPOLO SUBTROPICAL  
DO ATLÂNTICO SUL**

**GIOVANA JEREMIAS ANDRADE**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido  
à Universidade Federal de Santa Catarina  
como exigência parcial para obtenção do  
título de Bacharel em Oceanografia.

Avaliado em: 10/ 08/ 2015

Banca Examinadora:

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Regina Rodrigues Rodrigues

---

Prof. Dr. Felipe Mendonça Pimenta

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Marina Hirota Magalhães

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer primeiramente à minha família, principalmente à minha mãe, Zuleide, que possibilitou de diversas maneiras a conclusão desta importante etapa em minha vida. Obrigada pelo incentivo e o amor incondicional.

Dedico também, um agradecimento especial ao meu namorado e companheiro, Fernando, que esteve sempre ao meu lado durante todos esses anos, me dando todo apoio e carinho. Tenho muito orgulho e admiração por você. Obrigada pela paciência e amor.

Agradeço à minha orientadora, prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Regina R. Rodrigues pela paciência e oportunidade de trabalhar com um projeto tão interessante e maravilhoso. Obrigada por tudo que você foi capaz de me ensinar. Agradeço também, aos professores Felipe M. Pimenta e Marina H. Magalhães por suas sugestões e contribuições neste trabalho.

Agradeço à todos os queridos amigos que pude conhecer durante esta jornada, assim como aqueles mais do que especiais que possibilitaram que eu chegasse até aqui e que vou levar sempre comigo. Obrigada pelos almoços no restaurante universitário, as tardes e noites na biblioteca, todas as conversas e apoio. Sem vocês, este ciclo não teria sido tão prazeroso e inesquecível. Vocês são a família que eu pude escolher.

## RESUMO

O Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (DSAS) é o principal modo de variabilidade acoplada oceano-atmosfera, entre a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e a Pressão ao Nível do Mar (PNM) no oceano Atlântico Sul. É constituído por um padrão dipolo de anomalias de TSM de sinais opostos, com anomalias positivas à sudoeste e negativas à nordeste na fase positiva e o oposto na fase negativa. As fases do DSAS estão relacionadas com migração e fortalecimento/enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que através de anomalias no fluxo de calor latente e na espessura da camada de mistura gera estes dois polos de TSM. O objetivo deste estudo é identificar possíveis mudanças de longo prazo no DSAS que estejam relacionadas à precipitação sobre o sudeste da América do Sul e sul da África. Em particular, espera-se determinar se houve uma mudança nos padrões do DSAS nas últimas décadas decorrente da migração para sul do campo de ventos sobre o Atlântico Sul que causam alterações nas características de temperatura e salinidade. Foram utilizados dados globais mensais de TSM, PNM, ventos horizontais em 850 hPa e precipitação para o período de 1950-2011. Foram encontrados dezoito eventos de DSAS, sendo seis positivos e doze negativos. As tendências lineares de longo prazo dos dados de PNM, vento a 850 hPa e precipitação foram calculadas através do Método dos Mínimos Quadrados e a significância estatística através do teste de Mann-Kendall. Os resultados mostram que a variabilidade do DSAS está diminuindo nas últimas três décadas, a partir do verão austral de 1981/82, com a presença de mais eventos negativos do que positivos. Observou-se que o padrão da tendência de longo prazo da PNM e ventos em 850 hPa sobre o Atlântico Sul é semelhante ao padrão que gera eventos negativos, explicando a maior ocorrência dos mesmos. Notou-se que enquanto os ventos de oeste nas latitudes maiores migraram para sul, a ASAS enfraqueceu e migrou para norte levando à ocorrência de mais eventos negativos. Como consequência, a tendência de longo prazo na precipitação é semelhante àquela associada com os eventos negativos, ou seja, acima da média para o sul do Brasil e abaixo da média para o sudeste do Brasil e sul da África.

**Palavras-chave:** Dipolo Subtropical do Atlântico Sul; Alta Subtropical do Atlântico Sul; Variabilidade Climática.

## ABSTRACT

The South Atlantic subtropical dipole (SASD) is the dominant mode of interannual variability in the South Atlantic and it is characterized by a dipole-like pattern in the sea surface temperature (SST) oriented in the northeast-southwest direction and a monopole in the sea level pressure (SLP). A positive phase consists of negative SST anomalies in the northeastern pole and positive anomalies in the southwestern pole, and vice-versa for the negative phase. The SST anomalies are created by changes in latent heat flux and mixed-layer depth due to meridional migration and fluctuations in the intensity of the South Atlantic Subtropical High. The objective of this study is to identify long-term changes in the SASD due to the poleward migration of the westerly winds in the Southern Hemisphere and relate them to the precipitation over the southeast of South America and south of Africa. Global monthly data of TSM, PNM, winds at 850 hPa and precipitation are analyzed for the period of 1950-2011. During the studied period, 12 negative SASD events occurred against 6 positive SASD events. Long-term linear trends of PNM, wind and precipitation are obtained from least squares fit, using the Mann-Kendall test for statistical significance. The variability of DSAS declined in the last three decades, since austral summer of 1981/82, with occurrence of more negative than positive events. The long-term trend of the atmospheric circulation in the South Atlantic is similar to the pattern that generates negative SASD events, which explains the great occurrence of negative events in the last decades. While the westerly winds in higher latitudes intensified and migrated poleward, the South Atlantic Subtropical High weakened and migrated equatorward, which led to more negative events. As a consequence, the long-term trend of precipitation is also similar to the pattern associated with negative events, i.e., above the average over the south of Brazil and below the average over the southeast of Brazil and south of Africa.

**Keywords:** South Atlantic Subtropical Dipole; South Atlantic Subtropical High; Climate Variability.

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 1:** Esquema dos mecanismos para formação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS positivo. A anomalia de TSM positiva (negativa) é representada pela cor vermelha (azul).  $F_{QL}'$  é a anomalia do fluxo de calor latente,  $\overline{F_{QS}}$  é o fluxo de radiação de onda curta,  $P_{CM}$  é a profundidade na camada de mistura e  $U$  é o vento zonal. .... 16

**Figura 2:** Esquema dos mecanismos para a atenuação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS positivo. O  $\Delta T$  é o gradiente de temperatura,  $W_{Ent}$  é a contribuição devido ao entranhamento e  $-\overline{F_{QL}}$  é o fluxo de calor latente climatológico (negativo)..... 17

**Figura 3:** Esquema dos mecanismos para a formação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS negativo ..... 18

**Figura 4:** Esquema dos mecanismos para a atenuação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS negativo ..... 19

**Figura 5:** Índice do DSAS no verão austral (DJF) para o período de 1950-2011. São considerados eventos DSAS aqueles anos em que o Índice DSAS for igual ou maior que  $0,7^{\circ}\text{C}$  (eventos positivos) e igual ou menor que  $-0,7^{\circ}\text{C}$  (eventos negativos) ..... 24

**Figura 6:** Primeiro modo da EOF de TSM com (a) o padrão espacial; (b) séries temporais da componente principal (curva tracejada) e do índice DSAS (curva sólida); (c) variabilidade do DSAS (média móvel de 11 anos). Os retângulos em (a) representam as regiões onde o índice de DSAS é calculado. Note que em (a) o padrão espacial foi plotado com sinal negativo para representar eventos negativos de DSAS mais frequentes ..... 26

**Figura 7:** Primeiro modo de EOF das anomalias de TSM (cores) e PNM (contornos) para o período de 1950 a 2011: (a) padrão espacial; (b) série temporal da componente principal (curva azul) e média móvel de 3 meses da componente principal (curva preta) ..... 28

**Figura 8:** Mesmo que na Figura 7, exceto para o período de 1950 a 1980..29

**Figura 9:** Mesmo que na Figura 7, exceto para o período de 1980 a 2011..30

**Figura 10:** Composições de PNM em DJF (contornos azuis tracejados) para: (a) DSAS negativo, (b) DSAS positivo, e (c) tendência de longo prazo em 6 décadas. Para todos os painéis, a climatologia da PNM está representada pelos contornos pretos sólidos, a isopleta de 1014 hPa está em negrito e as demais variam de 986 a 1014 hPa em intervalos de 4 hPa e de 1014 a 1020 hPa em intervalos de 2 hPa. Os pontos cinzas representam as regiões onde as composições e as tendências são estatisticamente significativas acima do nível de confiança de 95% ..... 32

**Figura 11:** Mesmo que na Figura 10, exceto para o vento a 850 hPa. Os retângulos representam as regiões dos polos NE e SO do DSAS ..... 33

**Figura 12:** Composição de eventos negativos de DSAS em DJF para: (a) PNM (cores em hPa), vento em 850 hPa (vetores em m/s) e precipitação (cores em mm/dia). Contornos pretos em (a) e (b) representam PNM climatológico em intervalos de 2 hPa ..... 35

**Figura 13:** Mesmo que na Figura 12, exceto para tendências de longo prazo em 6 décadas..... 36

**Figura 14:** Séries temporais do índice do DSAS (curva preta) e das anomalias de TSM para o polo NE (curva vermelha) e para o polo SO (curva azul) usadas para o cálculo do índice (em °C) ..... 37



## LISTA DE TABELAS

**Tabela 1:** Anos de ocorrência de eventos positivos e negativos de DSAS.... 25

## **ABREVIATÖES**

ASAS - Alta Subtropical do Atlântico Sul

DJF - Dezembro, Janeiro, Fevereiro

DSAS - Dipolo Subtropical do Atlântico Sul

ENOS - El Niño - Oscilação Sul

EOF - Funções Ortogonais Empíricas

ERSST - Extended Reconstructed Sea Surface Temperature

$F_{QL}$  - Fluxo de Calor Latente

$F_{QS}$  - Radiação de Onda Curta

JBNAS - Jato de Baixos Níveis da América do Sul

NCAR - National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Centers for Environmental Prediction

NE - Nordeste

NO - SE - Nordeste - Sudoeste

OAS - Oceano Atlântico Sul

$P_{CM}$  - Profundidade da Camada de Mistura

PNM - Pressão ao Nível do Mar

SO - Sudoeste

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

U - Vento zonal

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

$W_{ENT}$  - Entranhamento

$\Delta T$  - Gradiente de temperatura

## SUMÁRIO

<b>RESUMO .....</b>	<b>03</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>04</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>05</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>07</b>
<b>ABREVIações .....</b>	<b>08</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>10</b>
1.1 Formação e Atenuação do DSAS .....	14
1.1.1 Formação e atenuação do DSAS positivo .....	15
1.1.2 Formação e atenuação do DSAS negativo .....	18
<b>2. OBJETIVOS.....</b>	<b>20</b>
2.1 Objetivo Geral .....	20
2.2 Objetivos Específicos.....	20
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>21</b>
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>24</b>
4.1 Anos de ocorrência dos eventos DSAS .....	24
4.2 Principal padrão de variabilidade de TSM no Atlântico Sul.....	25
4.3 EOF de TSM e PNM .....	27
4.3.1 Primeiro período - 1950 a 2011 .....	27
4.3.2 Segundo período - 1950 a 1980 .....	29
4.3.3 Terceiro período - 1980 a 2011 .....	30
4.4 Análise da PNM e Vento Horizontal.....	31
4.5 Tendências de longo prazo de PNM, vento e precipitação .....	34
<b>5. CONCLUSÃO .....</b>	<b>38</b>
<b>6. REFERÊNCIAS.....</b>	<b>40</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (DSAS) é o principal modo de variabilidade acoplada entre o oceano e a atmosfera, entre anomalias na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e na Pressão ao Nível do Mar (PNM) no oceano Atlântico Sul (VENEGAS et al., 1997, STERL; HAZELEGER, 2003). Este modo é constituído por dois polos com anomalias de TSM de sinais opostos: um polo na região nordeste (NE) do Atlântico Sul que vai de 15°S até aproximadamente 30°S e outro polo mais ao sudoeste (SO) que vai de 30°S a 45°S (STERL; HAZELEGER, 2003).

A formação do DSAS está relacionada com anomalias de pressão e ventos. De acordo com Sterl e Hazeleger (2003), as anomalias de PNM na configuração de um monopolo centrado em 15°W e 45°S estão relacionadas com as anomalias de TSM, uma vez que, os ventos anômalos associados ao monopolo de PNM são responsáveis pela geração do padrão das anomalias de TSM através de anomalias de fluxo de calor latente e mudanças na espessura da camada de mistura (MORIOKA et al., 2011). De acordo com Morioka et al. (2011) um evento DSAS começa a se desenvolver no final da primavera, atingindo seu pico no verão austral, ou seja, em dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), e decai no final do outono. A ocorrência dos eventos varia em escala de tempo interanual.

Deste modo, as fases do DSAS estão relacionadas com variações na posição e intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (STERL; HAZELEGER, 2003). A fase positiva do DSAS consiste em anomalias positivas de PNM a sul da posição climatológica da ASAS, induzida pela intensificação e deslocamento para sul da ASAS (FAUCHEREAU et. al., 2003). Na região do polo NE ocorre intensificação dos alísios que aumenta a perda de calor latente para atmosfera, gerando anomalias negativas de TSM (MORIOKA et al., 2011). Ao mesmo tempo, ventos mais fortes aumentam a espessura da camada de mistura que por sua vez enfraquecem o aquecimento da camada por radiação solar. No polo SO ocorre enfraquecimento dos ventos de oeste que diminui a perda de calor latente para a atmosfera e a espessura da camada de mistura, gerando anomalias de TSM positivas. Na fase negativa, a situação se inverte (STERL; HAZELEGER, 2003).

Como citado neste trabalho, diversos estudos explicam que as anomalias de TSM do DSAS são geradas por mudanças na circulação atmosférica no Atlântico Sul

(STERL; HAZELEGER, 2003; FAUCHEREAU et al., 2003; MORIOKA et al., 2011). Entretanto, é relevante indagar quais são as causas que desencadeiam as alterações na circulação atmosférica. Alguns estudos apontam que quando não considera-se a variabilidade de TSM tropical, a Oscilação Antártica torna-se dominante e pode deflagrar ondas de Rossby estacionárias que induzem anomalias de PNM nas latitudes médias, que por sua vez, geram os dipolos subtropicais (HERMES; REASON, 2005; MORIOKA et al., 2014). Outros trabalhos encontraram um elo entre o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e o DSAS (VENEGAS et al., 1997, FAUCHEREAU et al., 2003, HERMES; REASON, 2005). Rodrigues et al. (2015) mostraram que eventos de El Niño (La Niña) no Pacífico Central causam, através de uma teleconexão, por meio de um trem de ondas do Pacífico-América do Sul, um enfraquecimento (fortalecimento) e mudança para norte (sul) da ASAS, o que desencadeia a fase negativa (positiva) do DSAS.

Os campos de pressão e vento sobre o Atlântico Sul são dominados pela ASAS, cujo centro climatológico é localizado próximo a 30°S, 5°O.

A ASAS é um centro semipermanente de alta pressão, com circulação anticiclônica que possui variabilidade sazonal associada ao seu deslocamento meridional e zonal. Segundo Grimm; Zilli (2009), essa migração está associada à variação da incidência de radiação solar no Hemisfério Sul, uma vez que nos meses de inverno, as temperaturas são mais baixas sobre os continentes que sobre o mar, assim a ASAS desloca-se à noroeste, ou seja, em direção ao continente. No verão o continente apresenta-se mais aquecido e assim a ASAS migra para sudeste, se afastando do continente em direção ao oceano.

Em médias latitudes (30°S a 60°S) os ventos dominantes são os ventos de oeste, sendo um padrão muito importante para o Hemisfério Sul. Eles são conhecidos como cinturão de ventos de oeste que circunda o continente Antártico. Esses ventos atuam como um regulador do transporte de água do oceano Índico para o Atlântico (DE RUIJTER, 1982).

A variabilidade do Atlântico Sul é influenciada por meio de trocas interoceânicas, como por exemplo, o Vazamento das Agulhas. Ao sul da África, a Corrente das Agulhas sofre uma abrupta retroflexão, liberando anéis com águas mais quentes e mais salinas do oceano Índico na região sudeste do Atlântico Sul (LUTJEHARMS, 2006). Conforme De Ruijter (1982), esse vazamento conecta os

giros subtropicais do Atlântico Sul e do Índico e a comunicação entre esses giros subtropicais é limitada pela Frente Subtropical. O aumento nesse transporte interoceânico está relacionado a uma migração para o sul da Frente Subtropical, forçada pelo deslocamento para o sul dos ventos de oeste (BIASTOCH et al., 2009, BEAL et al., 2011).

Estudos recentes constataram que houve um aumento da temperatura e salinidade das camadas superficiais entre 0 e 1000 m do Atlântico Sul nas últimas décadas devido a um aumento da entrada de águas mais quentes e salinas do oceano Índico no Atlântico (BIASTOCH et al., 2008; 2009). Como dito anteriormente, o aumento da entrada dessas águas foi ocasionado por uma migração para sul de todo o sistema de ventos sobre o Atlântico Sul, principalmente dos cinturões de ventos de oeste (BIASTOCH et al., 2009).

A intensificação e a migração para sul do cinturão de ventos de oeste no Hemisfério Sul nas últimas décadas estão relacionadas a um aumento do gradiente meridional de temperatura entre as latitudes altas mais frias e os subtrópicos mais quentes (JOHANSON; FU, 2009, HU; FU, 2007). Conforme Polvani et al. (2011), a baixa estratosfera polar está se resfriando devido à depleção de ozônio, uma vez que, o ozônio estratosférico absorve o calor irradiado para o espaço pelos gases. Deste modo, a depleção do ozônio significa que um pouco mais de calor pode escapar para o espaço e por consequência, resfriar a estratosfera. Segundo Polvani et al. (2011), a troposfera subtropical está se aquecendo devido ao aquecimento global causado pelo aumento de gases do efeito estufa, pois, a Terra emite energia em comprimentos de onda longos de sua superfície e atmosfera em direção ao espaço, no entanto, parte dessa radiação é absorvida por gases de efeito estufa e, depois, emitida de volta para a Terra. Com o aquecimento global causado pelo aumento dos gases de efeito estufa, essa absorção e emissão atrasa a perda de energia para o espaço e é um fator importante no aquecimento da troposfera. Experimentos com modelos climáticos mostraram que o fator mais importante para a intensificação e a migração para sul do cinturão de ventos de oeste é a depleção da camada de ozônio que começou no início dos anos 80 (POLVANI et al., 2011).

Além disso, é importante compreender os mecanismos que originam o DSAS devido às suas implicações no clima do sul da África e América do Sul. Uma vez que a atmosfera é extremamente sensível às variações de TSM, o padrão de

variabilidade DSAS tem efeitos importantes na circulação atmosférica sobre o Atlântico Sul que, por sua vez, afeta o clima do Brasil.

O acoplamento oceano-atmosfera durante eventos DSAS é tal que, as mudanças de TSM no Atlântico Sul estão associadas com variações na posição e intensidade dos anticiclones nas latitudes médias. Portanto, o DSAS desempenha um papel significativo na organização da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), influenciando a posição e movimento de ciclones extratropicais (BOMBARDI et al., 2011; 2014).

Durante os meses de verão austral, observa-se sobre a América do Sul a presença de uma faixa de nebulosidade convectiva que se estende comumente desde o sul da Amazônia em direção até o oceano Atlântico Subtropical. Esta faixa é denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (QUADRO, 1994). É um fenômeno meteorológico que exerce um papel preponderante no regime de chuvas na região onde atua, acarretando altos índices pluviométricos na América do Sul. A ZCAS é caracterizada pela persistência de uma banda de nebulosidade no sentido noroeste-sudeste (NO-SE) estendendo-se da Amazônia para o sudeste do Brasil até o flanco sudoeste da ASAS sobre o Atlântico Sul, causando aumento de precipitação nesta região quando ativa (CARVALHO et al., 2002a, 2004).

Bombardi et al. (2011, 2014) mostraram que o DSAS afeta a precipitação sobre o sudeste da América do Sul, pois tem papel importante na modulação da ciclogênese e nas características da ZCAS, responsável por trazer chuvas intensas para o sudeste e secas para o sul do Brasil durante o verão austral, conhecida como gangorra de precipitação. A gangorra ocorre quando há uma atenuação/intensificação do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), que provoca intensificação/atenuação da ZCAS, respectivamente. O JBNAS é um intenso escoamento de norte/noroeste que se estende da região Amazônica, até a Bacia do Rio da Prata, transportando calor e umidade da Amazônia para o sudeste da América do sul (MARENGO et al., 2004). Quando a ZCAS é intensa, ocorrem anomalias de precipitação positivas no sudeste do Brasil e negativas no sul. Entretanto, quando a ZCAS é enfraquecida a situação é inversa, o JBNAS é intensificado e transporta umidade e calor para o sudeste da América do Sul (sul do Brasil), região de saída do JBNAS (NÓGUES-PAEGLE; MO, 1997). Na fase negativa do DSAS, há a ocorrência de um aumento da precipitação no sul do Brasil e seca no

sudeste do Brasil, relacionado com a ZCAS enfraquecida. Na fase positiva, essa situação se inverte e a ZCAS se desenvolve, trazendo chuvas para o sudeste e seca para o sul.

Por outro lado, Morioka et al. (2011), mostrou que a precipitação no sul da África está correlacionada ao DSAS: na fase negativa do DSAS foi observado seca no sul da África e na fase positiva chuvas mais frequentes. Segundo Morioka et al. (2012), a precipitação sobre o sul da África aumenta anormalmente na ocorrência da fase positiva do DSAS. Isto acontece principalmente devido à convergência anômala de fluxo de umidade ligada ao reforço da ASAS.

Baseado no exposto acima, nenhum estudo foi desenvolvido até o momento com o intuito de identificar se houve mudanças no modo de variabilidade do DSAS decorrentes dessa migração para sul do cinturão de ventos de oeste, uma vez que este modo é gerado por migrações dos ventos sobre o Atlântico Sul.

Portanto, a contribuição que este estudo espera dar é a identificação de possíveis mudanças no DSAS nas últimas décadas com implicações para precipitação sobre o Brasil. É importante saber como esse modo predominante de variabilidade se comporta no passado e presente para entender possíveis alterações futuras decorrentes das mudanças climáticas globais.

## **1.1 Formação e atenuação do DSAS**

O DSAS é o modo dominante da variabilidade interanual no Atlântico Sul e a anomalia de TSM associada mostra um padrão de dipolo, que é orientado na direção NE-SO. O polo positivo (negativo) se desenvolve porque o aquecimento da camada de mistura com a contribuição climatológica da radiação de onda curta ( $F_{QS}$ ) é reforçado (atenuado) quando a camada de mistura é mais fina (mais espessa) do que o normal. A anomalia da profundidade camada de mistura ( $P_{CM}'$ ) sobre a polo positivo (negativo) ocorre devido à atenuação (reforço) da perda de fluxo de calor latente ( $F_{QL}$ ), associado com a migração para sul e fortalecimento da ASAS (MORIOKA et al., 2011). Baseado neste trabalho, segue abaixo a explicação dos processos e mecanismos atuantes na formação e atenuação do DSAS (Figuras 1, 2, 3 e 4).

Durante a fase de formação do DSAS positivo (Figura 1), a anômala migração para sul e fortalecimento da ASAS no final da primavera austral, geram a anomalia



positiva (negativa) de fluxo de calor latente sobre o polo SO (NE) de TSM. Isto leva à elevação (aprofundamento) anômala da camada de mistura no início do verão. Como resultado, o aquecimento da camada de mistura pela contribuição da radiação de onda curta climatológica é reforçado (atenuado) pela camada de mistura mais fina (mais espessa) e há o desenvolvimento do polo SO (NE) de anomalia positiva (negativa) de TSM. Assim, a anomalia do fluxo de calor latente contribui direta e indiretamente para o crescimento de ambos os polos. O mecanismo indireto ocorre através da sua influência na profundidade da camada de mistura.

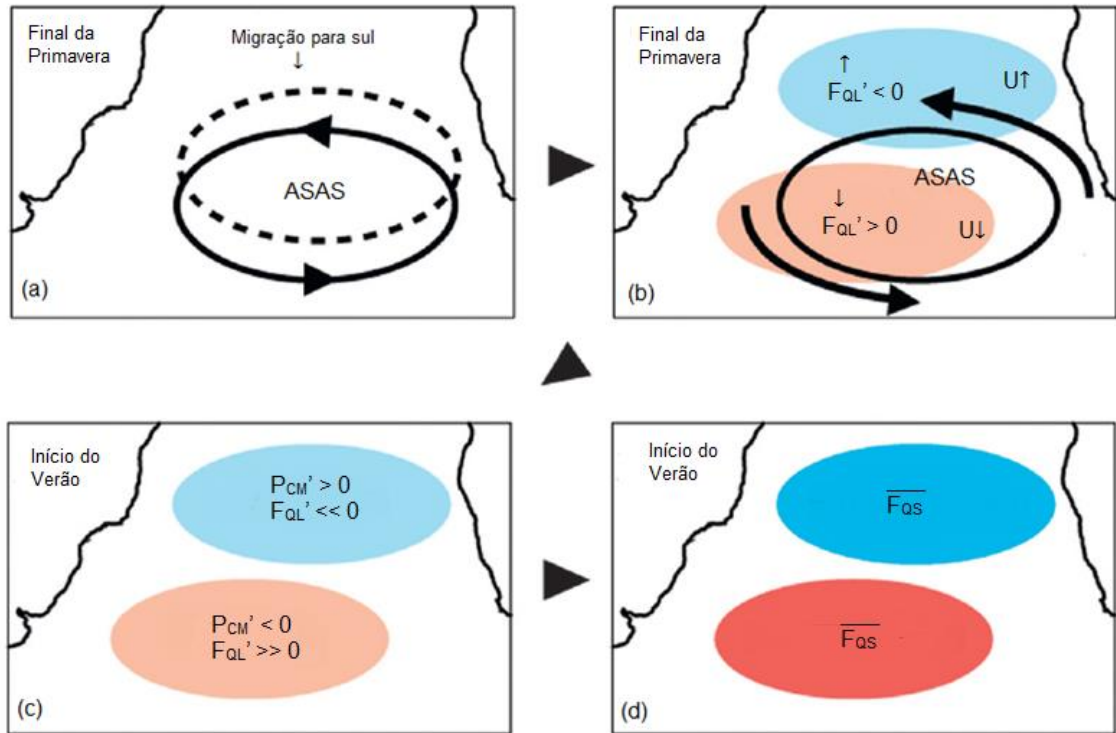
Por outro lado, durante a fase de atenuação do DSAS (Figuras 2 e 4), as contribuições anômalas a partir do fluxo líquido de calor na superfície (fluxo de radiação de onda curta) e entranhamento (entrada de pequenas parcelas de água de subsuperfície para a superfície), amortecem as anomalias de TSM. No início do outono, o resfriamento da camada de mistura pelo entranhamento é aumentado (atenuado) pela grande (pequena) diferença de temperatura entre a camada de mistura e a água fria do fundo (entranhamento). Em particular, a anomalia positiva (negativa) de TSM na camada de mistura é responsável por esta diferença de TSM anômala. Além disso, o resfriamento da camada de mistura pela contribuição do fluxo de calor latente climatológico é reforçado (atenuado) pela camada de mistura mais fina (mais espessa) no final do outono.

### **1.1.1 Formação e atenuação do DSAS positivo**

No final da primavera ocorre a intensificação da ASAS e migração para sul, que por sua vez gera uma intensificação dos ventos alísios ao norte e enfraquecimento dos ventos de oeste ao sul da ASAS (Figura 1a). Há o surgimento de anomalia positiva de fluxo de calor latente ( $\overline{F_{QL}}$ ) no polo positivo SO. Note que valores positivos de anomalia de fluxo de calor latente significam enfraquecimento do fluxo do oceano para atmosfera. A atenuação da velocidade do vento zonal ( $\downarrow U$ ) sobre o polo reduz a retirada de calor do oceano para a atmosfera através do fluxo de calor latente. Dessa forma, o oceano deixa de perder tanto calor para a atmosfera e ocorre um ligeiro aumento da TSM (Figura 1b).

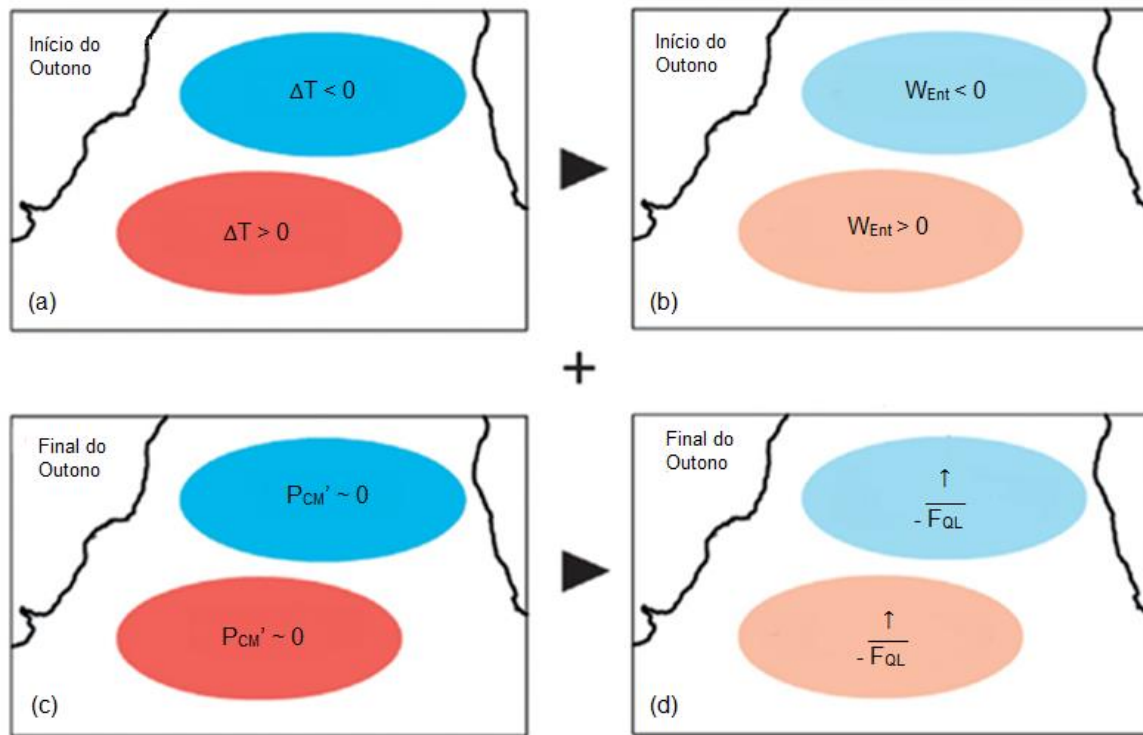
No início do verão, ocorre o afinamento da camada de mistura no polo SO, devido principalmente ao efeito da anomalia positiva de fluxo de calor latente pela superfície, onde o fluxo de calor é mais importante. Devido ao pequeno aumento da

TSM ocorrido no final da primavera, há uma diminuição da evaporação sobre o polo SO, que faz com que a anomalia positiva de fluxo de calor latente fique ainda maior no verão (DJF), levando à rápida redução da profundidade da camada de mistura ( $P_{CM}$ ). A principal contribuição da anomalia positiva de fluxo de calor latente na formação do polo SO positivo é a variação na espessura da camada de mistura, não o seu aquecimento (Figura 1c).



**Figura 1:** Esquema dos mecanismos para formação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS positivo. A anomalia de TSM positiva (negativa) é representada pela cor vermelha (azul).  $F_{QL}'$  é a anomalia do fluxo de calor latente e fluxo positivo ocorre da atmosfera para o oceano,  $\overline{F_{QS}}$  é o fluxo de radiação de onda curta,  $P_{CM}$  é a profundidade na camada de mistura e  $U$  é o vento zonal.

Deste modo, é no início do verão que acontece a formação do polo positivo de anomalia de TSM. A radiação solar (radiação de onda curta) que leva ao aquecimento do oceano não varia, entretanto, a camada de mistura está mais fina, o que leva ao aumento da temperatura e à formação do polo SO de anomalia positiva de TSM. É o aquecimento por fluxo de radiação de onda curta ( $\overline{F_{QS}}$ ) que mais contribui para o aumento da TSM do polo SO positivo (Figura 1d).



**Figura 2:** Esquema dos mecanismos para a atenuação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS positivo. O  $\Delta T$  é o gradiente de temperatura,  $W_{Ent}$  é a contribuição devido ao entranhamento,  $P_{cm}$  é a profundidade da camada de mistura e  $-\overline{F_{QL}}$  é o fluxo de calor latente climatológico (negativo).

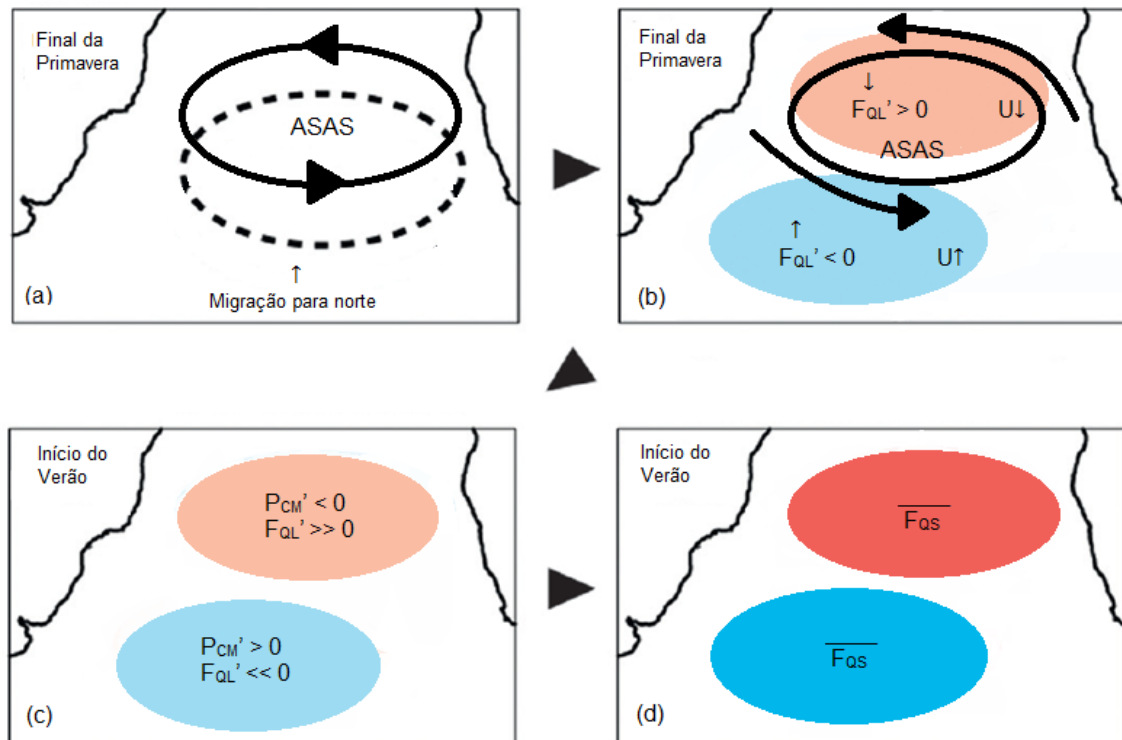
A atenuação se dá no início do outono, quando ocorre o aumento do gradiente de temperatura ( $\Delta T$ ) entre a base da camada de mistura no polo SO, que está de forma anômala, mais fina e aquecida, e a água do fundo (Figura 2a). Esse aumento do gradiente de temperatura leva à entrada de água fria de fundo (entranhamento) na camada de mistura, resfriando-a (Figura 2b). Já no final do outono, a anomalia na  $P_{CM}$  diminui, tornando-a mais espessa (Figura 2c). O fluxo de calor latente climatológico (negativo) ( $-\overline{F_{QL}}$ ) volta a atuar normalmente, resfriando o polo SO de anomalia positiva de TSM até a completa atenuação da anomalia (Figura 2d).

Os mesmos processos ocorrem para o polo NE negativo, porém, de maneira inversa. Na formação, um fortalecimento dos ventos alísios leva a um aumento da perda de calor do oceano para a atmosfera e espessamento da camada de mistura, que por sua vez, leva à diminuição do aquecimento por ondas curtas e a anomalias negativas de TSM (Figura 1). No decaimento, a normalização dos ventos leva a uma

diminuição do fluxo de calor latente e da espessura da camada de mistura que, por sua vez, aumentam a TSM destruindo a anomalia negativa no polo NE (Figura 2).

### 1.1.2 Formação e atenuação do DSAS negativo

Para a fase negativa do DSAS, há uma migração para norte e enfraquecimento da ASAS, que leva à atenuação dos alísios ao norte e fortalecimento dos ventos de oeste ao sul.

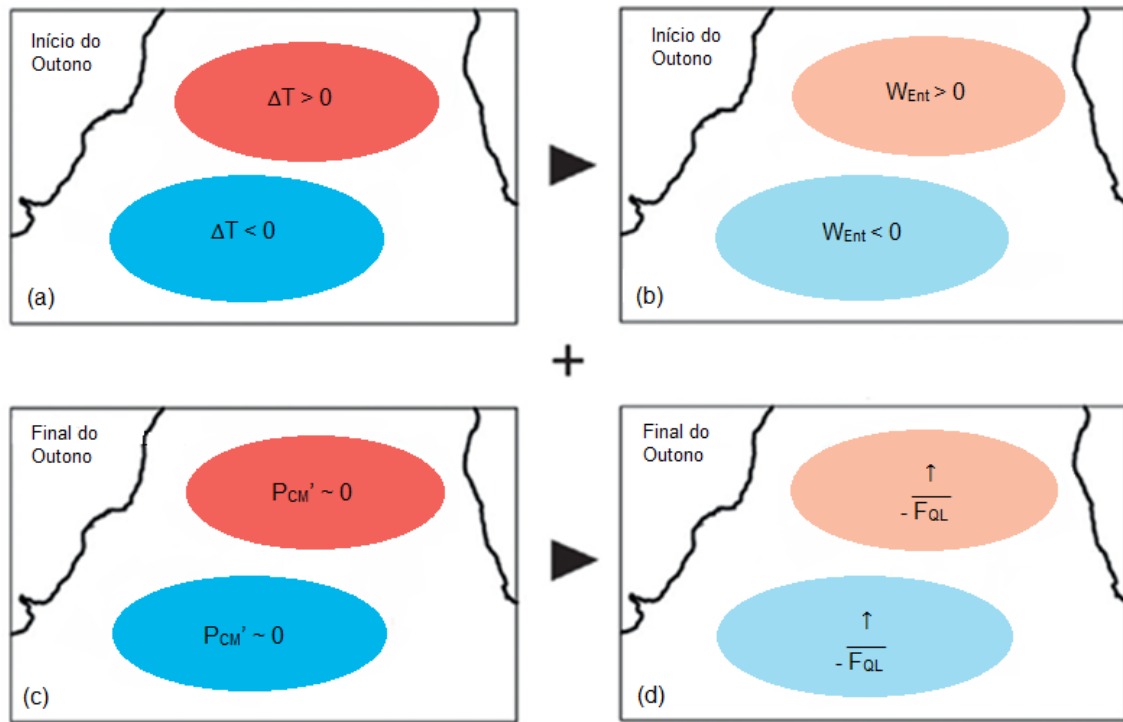


**Figura 3:** Esquema dos mecanismos para a formação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS negativo.

Os processos são os mesmos só que nas regiões inversas, levando à anomalias positivas de TSM no polo NE e negativas no polo SO, conforme Figura 3 e Figura 4 de formação e atenuação, respectivamente, da fase negativa do DSAS.

Durante a fase de atenuação, uma vez que a diferença de temperatura entre a camada de mistura e o entranhamento tornam-se anormalmente grandes (pequenos) como um resultado da anomalia de temperatura positiva (negativa) da camada de mistura, o resfriamento da mesma pelo entranhamento é reforçado (reduzido). Além disso, o resfriamento da camada de mistura pela contribuição do

fluxo de calor latente climatológico é reforçado (atenuado) por esta se apresentar mais fina (mais espessa) (MORIOKA et al., 2011).



**Figura 4:** Esquema dos mecanismos para a atenuação dos polos de anomalias positivas e negativas durante o DSAS negativo.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo geral**

O objetivo geral deste estudo é analisar o modo de variabilidade de TSM associado ao DSAS e identificar possíveis mudanças de longo termo associadas aos ventos de deriva oeste.

### **2.2 Objetivos Específicos**

- Determinar se houve uma mudança nos padrões do DSAS nas últimas décadas decorrente da migração para sul do campo de ventos sobre o Atlântico Sul que causam alterações nas características termohalinas do mesmo;
- Identificar se há alguma tendência ou mudança na frequência de fases positivas e/ou negativas do DSAS;
- Verificar as implicações das variações de longo termo do DSAS no clima do Sul da África e Sul/Sudeste do Brasil.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados de TSM foram extraídos do conjunto de dados *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature - ERSST V3* (SMITH; REYNOLDS, 2004). Esta base de dados disponibiliza médias mensais de TSM ao longo de todo o globo, e cobrem o período de 1894 até os dias atuais, com resolução espacial de 2° de latitude por 2° de longitude.

Os campos atmosféricos (PNM e ventos horizontais zonal e meridional em 850 hPa) foram obtidos do produto de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction do National Center for Atmospheric Research - NCEP/NCAR* (KALNAY et al., 1996). A série temporal vai de janeiro de 1948 à dezembro de 2010 e a resolução espacial é 2,5° de latitude por 2,5° de longitude.

Os dados de precipitação foram obtidos do conjunto de dados do *University of Delaware Air Temperature & Precipitation* na versão v3.01 (LEGATES; WILLMOTT, 1990). Os dados vão de janeiro de 1901 até dezembro de 2010 e têm resolução espacial de 0,5° de latitude por 0,5° de longitude.

Todos os dados são mensais e foram analisados para o período de 1950-2011 utilizando o software *MATLAB® R2013a*. Inicialmente foram calculadas as anomalias a partir da subtração da média climatológica mensal, após a remoção da tendência de longo prazo obtida a partir do Método dos Mínimos Quadrados. Segundo Emery e Thomson (2004), o método dos Mínimos Quadrados encontra os coeficientes linear e angular que melhor se ajustam à distribuição do conjunto de dados, uma vez que esta técnica minimiza a soma dos quadrados das diferenças entre o valor estimado e os dados observados, ou seja, os resíduos.

As análises foram realizadas para os meses do verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro - DJF), pois segundo Morioka et al. (2011), é quando o DSAS atinge seu pico.

O método estatístico das Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Function* - EOF) foi usado para extrair o modo dominante de variabilidade de TSM no Atlântico Sul. Segundo Emery e Thomson (2004), o método das EOFs identifica os principais padrões espaciais de variabilidade, sua variação no tempo, através de uma série temporal e a quantificação da importância relativa desses padrões.

Baseada em operações matriciais, tem-se que  $RC = C\Lambda$ , em que  $R$  é a matriz de covariância dos dados originais. A matriz  $C$  contém os autovetores ( $c_i$ ), que são ortogonais entre si e representam os padrões espaciais da EOF, enquanto que  $\Lambda$  é a matriz diagonal contendo os autovalores ( $\lambda_i$ ) de  $R$  e indicam uma fração da variância total em  $R$  explicada pelo autovetor. A evolução temporal de uma EOF é dada pelos coeficientes de expansão ( $a_i$ ), calculados projetando-se cada autovetor ( $c_i$ ) sobre a matriz dos dados originais  $F$ :  $a_i = Fc_i$  (EMERY E THOMSON, 2004).

De acordo com Emery e Thomson (2004), a EOF tem o propósito de reduzir um conjunto de dados com grande número de medidas para um conjunto menor que represente uma grande fração da variância contida no conjunto original. O primeiro modo é a combinação linear dos dados originais que representa a máxima porcentagem da variância total dos dados originais. Já o segundo modo é aquela combinação linear que não está correlacionada com o primeiro e representa a maior fração da variância restante e assim sucessivamente.

A componente principal do primeiro modo foi comparada com o índice do DSAS usando a metodologia de Morioka et al. (2011). Este índice é obtido através do cálculo das médias espaciais das anomalias de TSM para o polo NE, entre 0°O–20°O e 15°S–25°S, e para o polo SO, entre 10°O–30°O e 30°S–40°S. Em seguida, a série temporal do polo SO é subtraída da série do polo NE, obtendo-se o índice de DSAS. Conforme Morioka et al. (2011), índices menores ou iguais a  $-0,8^{\circ}\text{C}$  representam eventos de fase negativa e índices maiores ou iguais a  $0,8^{\circ}\text{C}$  denotam eventos de fase positiva. Devido às diferenças entre o banco de dados utilizado neste estudo e aquele utilizado em Morioka et al. (2011), optou-se por usar os valores limites de  $\pm 0,7^{\circ}\text{C}$  para que os eventos selecionados fossem mais parecidos aos descritos em Morioka et al. (2011). Os eventos são classificados de acordo com os anos que ocorrem em DJF (Figura 1 e Tabela 1 dos resultados).

Além disso, aplicou-se o método estatístico da EOF aos dados de TSM para três períodos distintos, (1) 1950–2011, (2) 1950–1980 e (3) 1980–2011, a fim de observar as possíveis mudanças no padrão espacial e temporal dos modos principais ao longo do período.

As tendências lineares de longo prazo dos dados de PNM, vento a 850 hPa e precipitação foram calculadas através do Método dos Mínimos Quadrados e a significância estatística através do teste de Mann-Kendall, pois conforme Goossens



e Berger (1986), este é o método mais apropriado para a detecção e localização aproximada do ponto inicial de determinada tendência.

O teste de Mann-Kendall é empregado para verificar-se se a tendência é estatisticamente significativa ou não (HIPEL e MCLEOD, 1994). Seja uma série temporal de observações,  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , Mann (1945) propôs para hipótese nula ( $H_0$ ), que o dado vindo de uma população, as variáveis aleatórias são independentes e igualmente distribuídas. A hipótese alternativa ( $H_1$ ), é que os dados seguem uma tendência monotônica no tempo, ou seja, se uma das variáveis aumenta ou diminui sistematicamente quando a outra decresce. Nas equações (1) e (2),  $S$  é a estatística de teste de Mann-Kendall,  $n$  o tamanho das amostras e  $sgn$  o sinal da diferença de valores subsequentes. O teste foi avaliado considerando o nível de significância de 5%.

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (1)$$

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & x > 0 \\ 0 & x = 0 \\ -1 & x < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Se  $S$  é significantemente diferente de zero,  $H_0$  pode ser rejeitada para certo nível de significância apontando para a existência de tendência  $H_1$  é aceita.

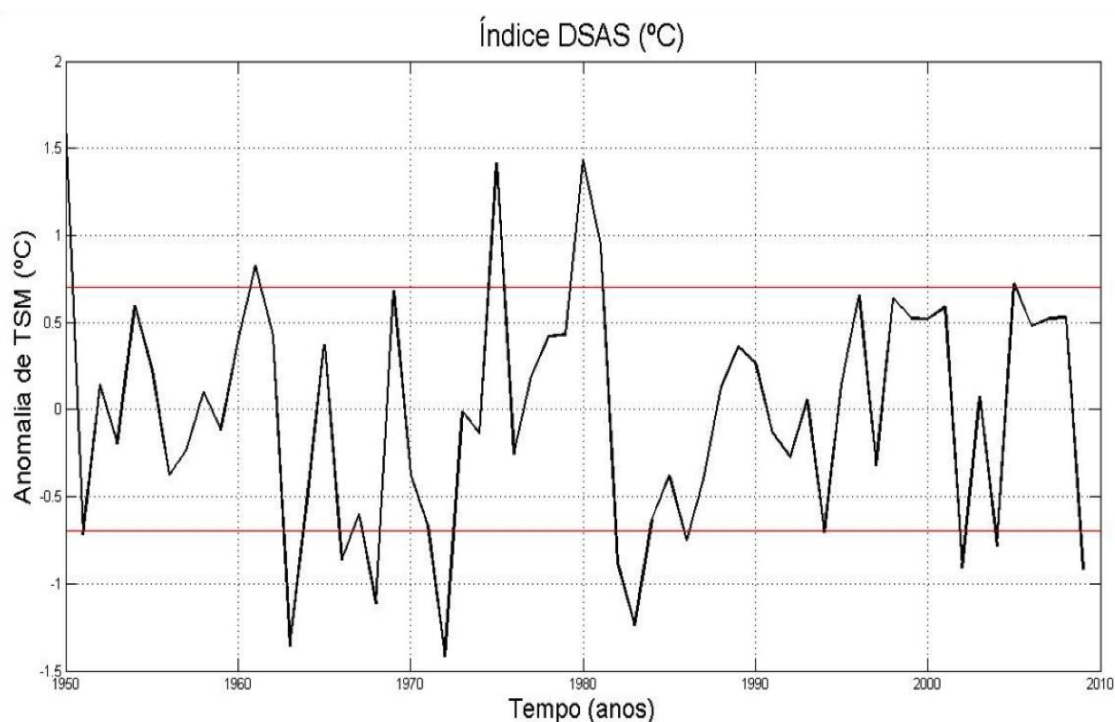
Segundo Emery e Thomson (2004), a tendência linear de uma série indica seu comportamento de “longo prazo”, isto é, se a variável em questão cresce, decresce, ou permanece estável ao longo do período analisado.

Por fim, foram calculadas composições de anomalias de PNM, vento a 850 hPa e precipitação para a fase negativa e positiva do dipolo, com o intuito de avaliar se os padrões espaciais das composições são semelhantes às tendências de longo prazo.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Anos de ocorrência dos eventos DSAS

Foram encontrados dezoito eventos de DSAS no período entre 1950 e 2011 (Figura 5). Ocorreram seis eventos em fase positiva e doze eventos em fase negativa (Tabela 1). Os eventos em fase positiva são aqueles em que a anomalia de TSM ultrapassa o limite de  $+0,7^{\circ}\text{C}$  e eventos em fase negativa são aqueles em que a anomalia ultrapassa o limite de  $-0,7^{\circ}\text{C}$ , como explicado na metodologia, representados pelas linhas vermelhas.



**Figura 5:** Índice do DSAS no verão austral (DJF) para o período de 1950-2011. São considerados eventos DSAS aqueles anos em que o Índice DSAS for igual ou maior que  $+0,7^{\circ}\text{C}$  (eventos positivos) e igual ou menor que  $-0,7^{\circ}\text{C}$  (eventos negativos).

Morioka et al. (2011) encontrou dezenove eventos DSAS no período de 1960 à 2008. Neste estudo, foram encontrados os mesmos eventos, com exceção de dois eventos positivos (1997/98 e 1998/99), e um evento negativo (2009/10) que não constava no período analisado por Morioka et al. (2011). Considerando os diferentes bancos de dados utilizados, pode-se dizer que a metodologia usada para identificação dos eventos dipolo foi bem sucedida. Além disso, o padrão espacial de anomalia de TSM representou de forma coerente às fases positiva e negativa do

DSAS, conforme definido na literatura por Sterl; Hazeleger (2003), Venegas et al. (1997) e Morioka et al. (2011).

**Tabela 1:** Anos de ocorrência de eventos positivos e negativos de DSAS.

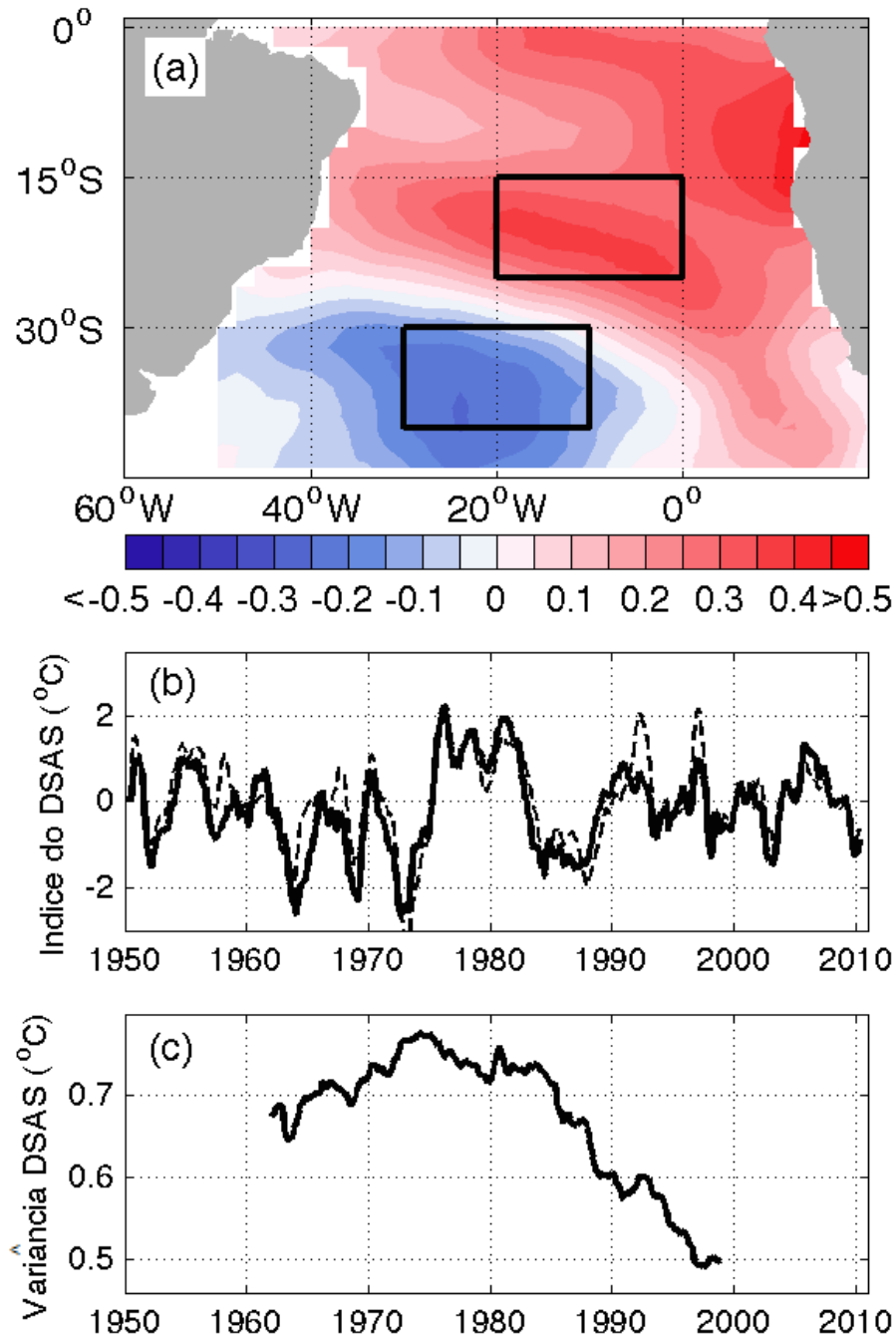
<b>Eventos Positivos</b>	<b>Eventos Negativos</b>
1950/51	1951/52
1961/62	1963/64
1975/76	1966/67
1980/81	1968/69
1981/82	1972/73
2005/06	1982/83
	1983/84
	1986/87
	1994/95
	2002/03
	2004/05
	2009/10

Constata-se que depois do verão de 1981/82, houve apenas um evento de dipolo positivo e 7 eventos de dipolo negativo usando o banco de dados do ERSST v3. De acordo com Morioka et al. (2011) foram três eventos de dipolo positivo no mesmo período. De qualquer maneira, houve um aumento de eventos negativos nas últimas três décadas. Uma possível explicação será dada na seção 4.3.

## 4.2 Principal padrão de variabilidade de TSM no Atlântico Sul

A Figura 6 apresenta o primeiro modo da EOF para a TSM, constituído por um padrão de dipolo de TSM de sinais opostos, sendo um polo à NE e outro à SO do Atlântico Sul. O polo NE está entre 0°O-20°O e 15°S - 25°S e o polo SO localiza-

se entre  $10^{\circ}\text{O}$  -  $30^{\circ}\text{O}$  e  $30^{\circ}\text{S}$  -  $40^{\circ}\text{S}$  (Figura 6a). O primeiro modo de EOF explica 27,2% da variância e está separado estatisticamente do segundo modo (não mostrado).



**Figura 6:** Primeiro modo da EOF de TSM com (a) o padrão espacial; (b) séries temporais da componente principal (curva tracejada) e do índice DSAS (curva sólida); (c) variabilidade do DSAS (média móvel de 11 anos). Os retângulos em (a) representam as regiões onde o índice de DSAS é calculado. Note que em (a) o padrão espacial foi plotado com sinal negativo para representar eventos negativos de DSAS mais frequentes.

O padrão espacial do primeiro modo de variabilidade obtido aqui (Figura 6a) parece ser robusto, uma vez que se assemelha ao padrão encontrado no trabalho de Sterl; Hazeleger (2003) (Figura 3a deles) que usaram outro banco de dados e calcularam a EOF para um período diferente.

A série temporal do índice DSAS está bem correlacionada a componente principal do primeiro modo da EOF (respectivamente curvas sólida e tracejada na Figura 6b). O coeficiente de correlação é de 0,84. Os dois picos positivos entre 1990 e 2000, obtidos através da série temporal da componente principal da EOF (Figura 6b) exibem os erros surgidos através do uso deste método estatístico. Nesta figura, fica claro que não só houve mais eventos negativos nas últimas três décadas (a partir de 1981/82), mas também como uma diminuição da variabilidade do DSAS.

Para confirmar a diminuição da variabilidade do DSAS, uma média móvel de 11 anos (decenal) foi aplicada a variância do DSAS. Este resultado mostra uma queda abrupta da variância depois dos anos 1981/82 (Figura 6c). Essas mudanças do DSAS nas últimas três décadas podem estar relacionadas às alterações nos campos de ventos do Hemisfério Sul.

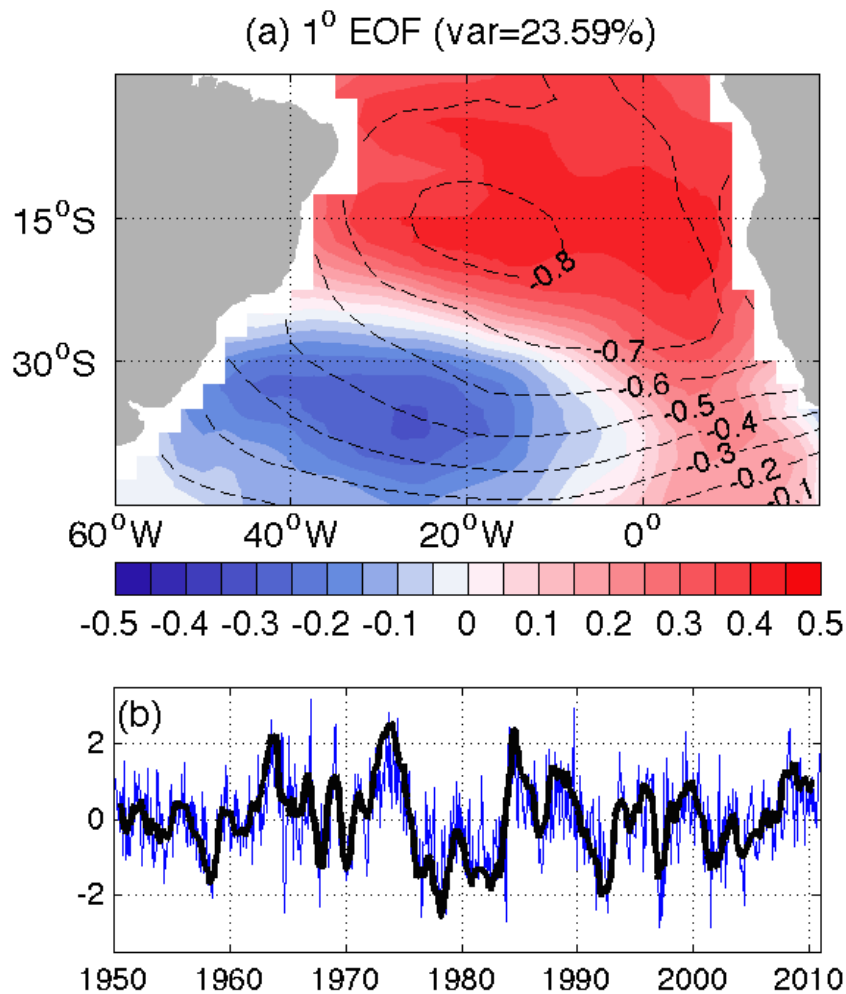
Segundo Biastoch et al. (2008), está ocorrendo migração para os polos dos cinturões de ventos de oeste. Como o DSAS é gerado por migrações da ASAS, esta mudança no padrão dos ventos de oeste poderia alterar o padrão de variabilidade do DSAS (Figura 6). Isso será abordado nas sessões 4.4 e 4.5. Mas primeiro, serão investigadas e/ou confirmadas as alterações do DSAS no período (seção 4.3).

## **4.3 EOF de TSM e PNM**

### **4.3.1 Primeiro período - 1950 a 2011**

O primeiro modo de TSM e PNM indica um forte acoplamento entre o oceano e a atmosfera. A Figura 7 apresenta o primeiro modo da variação acoplada entre a TSM e a PNM no Atlântico Sul e a série temporal da componente principal associada, para todo o período, ou seja, de 1950 a 2011. Aqui foram usados os dados mensais de todo o ano e não só para DJF. Os dois primeiros modos representam respectivamente 23,59% (Figura 7a) e 11,55% (não mostrado) da variância explicada e são estatisticamente separados.

O padrão espacial da PNM sugere a atenuação e migração para norte da ASAS. Esse comportamento da PNM induz ventos anômalos de superfície, que, por sua vez, são responsáveis pela estrutura dipolar na TSM similar aos eventos negativos de DSAS. Segundo Sterl; Hazeleger (2003) e Morioka et al. (2011), o padrão de monopolo da PNM causa mudanças anômalas no fluxo de calor latente e na profundidade da camada de mistura oceânica, produzindo o gradiente norte-sul da TSM.



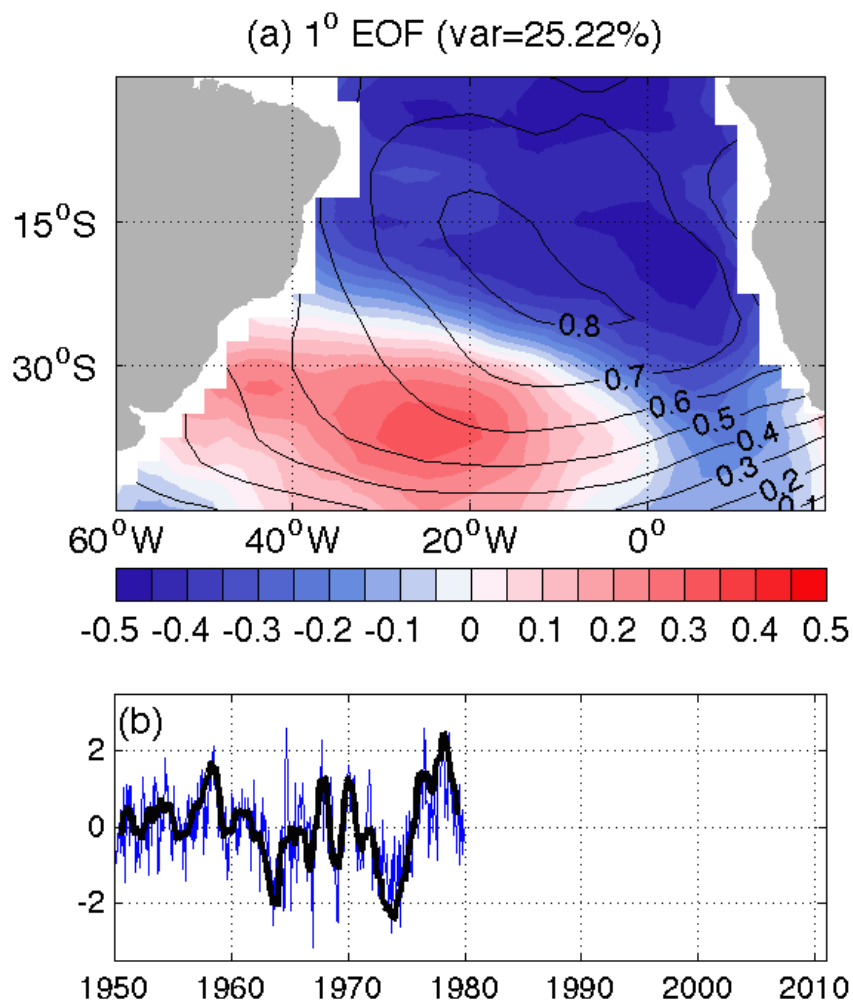
**Figura 7:** Primeiro modo de EOF das anomalias de TSM (cores) e PNM (contornos) para o período de 1950 a 2011: (a) padrão espacial; (b) série temporal da componente principal (curva azul) e média móvel de três meses da componente principal (curva preta).

O primeiro modo acoplado da TSM e PNM concorda com o padrão encontrado por Venegas et al. (1997) e sugere a maior incidência de eventos negativos no período todo, ou seja, anomalias positivas de TSM no polo NE e negativas no polo SO. Assim, o primeiro modo de variabilidade de TSM no DSAS é representado pela fase negativa do DSAS. Além disso, Venegas et al. (1997)

mostrou que variações na ASAS forçam, com uma defasagem de 1-2 meses, a formação de um padrão dipolo de anomalias de TSM.

#### 4.3.2 Segundo período - 1950 a 1980

O segundo período corresponde à primeira metade do período total, ou seja, 1950-1980 (Figura 8). O primeiro modo acoplado de TSM e PNM explica 25,22% da variância (Figura 8a) e é estatisticamente separado do segundo modo (11,46%). São observadas anomalias positivas de TSM no polo SO e negativas no polo NE, ou seja, a fase positiva do DSAS.



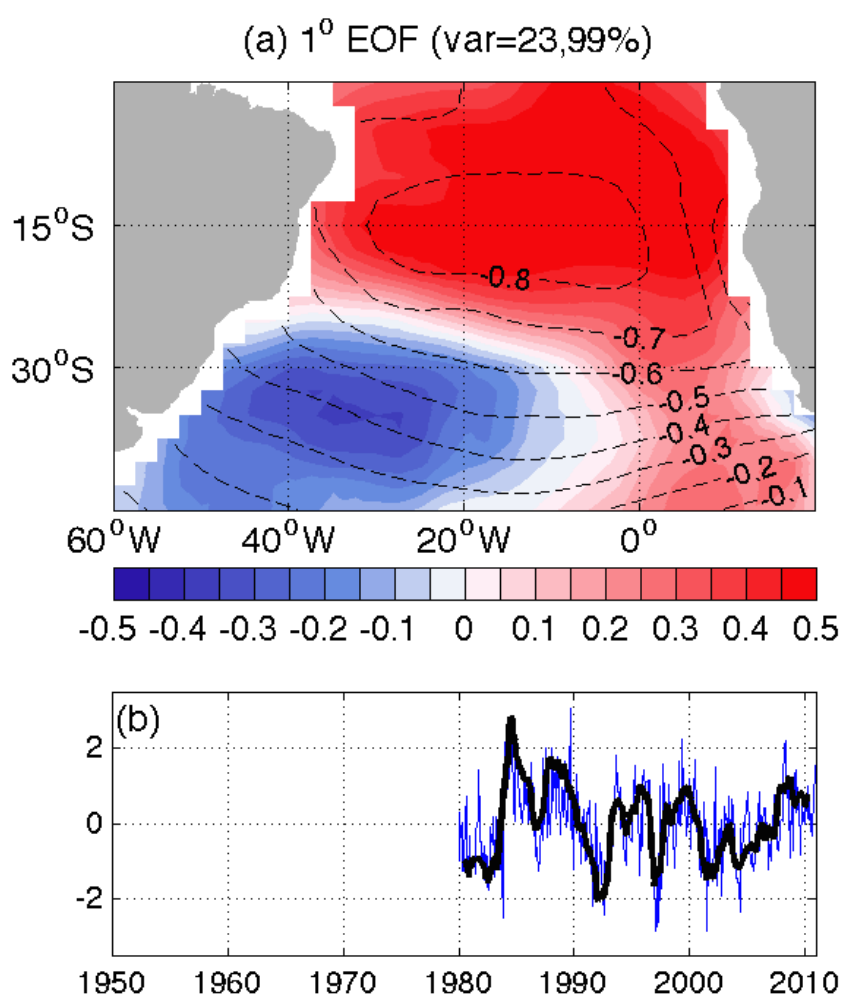
**Figura 8:** Mesmo que na Figura 7, exceto para o período de 1950 a 1980.

O padrão de PNM é representado por uma intensificação da ASAS e um leve deslocamento para o sul em relação ao modo principal para período todo da Figura

7. Dessa forma, o primeiro modo de variabilidade de TSM no DSAS para o período de 1950-1980 é representado pela fase positiva do DSAS.

### 4.3.3 Terceiro período - 1980 à 2011

O primeiro modo de variabilidade de TSM e PNM para o terceiro período de 1980-2011 explica 23,99% da variância total (Figura 9) e é separado estatisticamente do segundo modo (12,14%). No primeiro modo são observadas anomalias positivas de TSM no polo NE e negativas no polo SO, ou seja, a fase negativa do DSAS similar ao período total da Figura 7.



**Figura 9:** Mesmo que na Figura 7, exceto para o período de 1980 à 2011.

O padrão de PNM é novamente de enfraquecimento e deslocamento para norte da ASAS. Desta forma, o primeiro modo de variabilidade de TSM e PNM para o período de 1980-2011 é representado pela fase negativa do DSAS. Isso corrobora



os resultados de que a partir dos anos de 1980, há a presença de mais eventos negativos do que positivos, uma vez que foram encontrados sete eventos negativos e apenas um evento positivo do DSAS para o período em questão (Tabela 1).

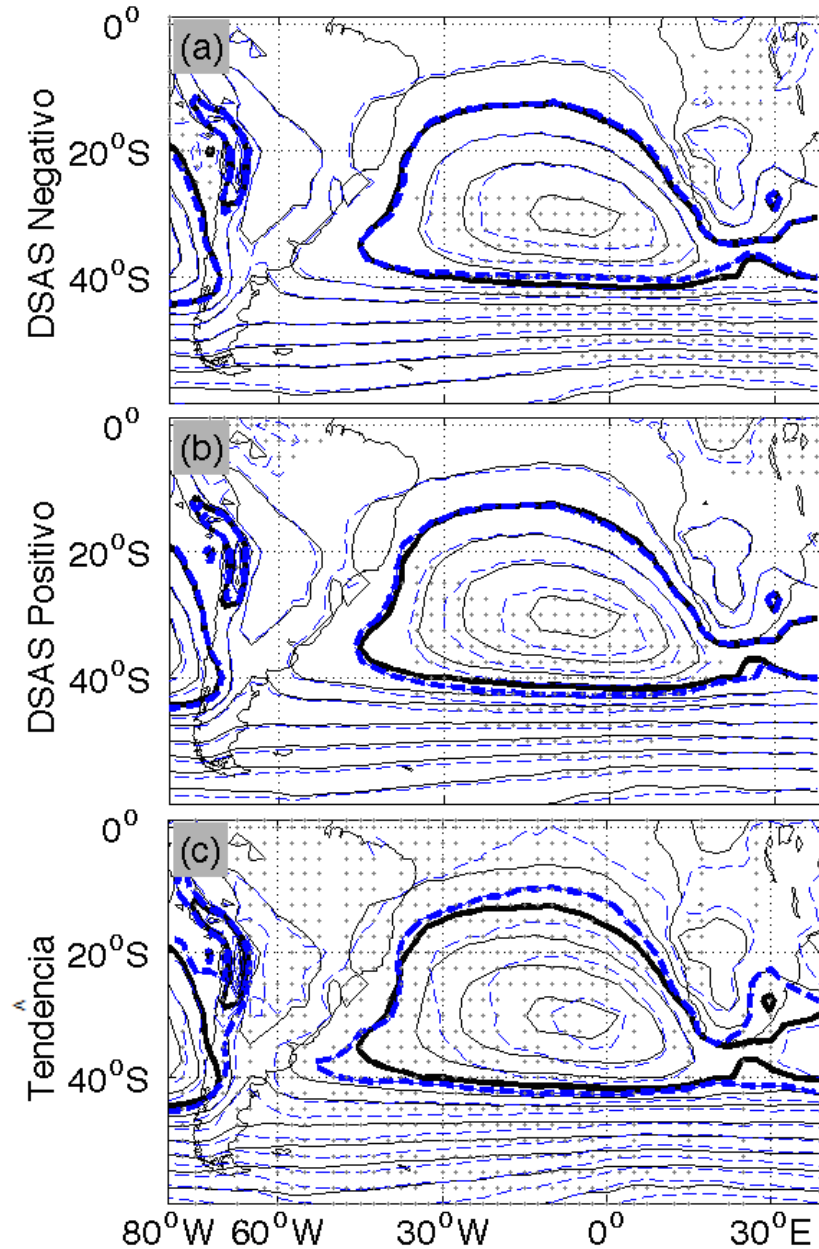
#### **4.4 Análise da PNM e Vento Horizontal**

Para verificar se as mudanças no DSAS supracitadas estão associadas às alterações nos campos de ventos sobre o Atlântico Sul, uma análise mais detalhada de PNM e vento a 850 hPa em DJF será apresentada nesta seção. Primeiro, foram construídas composições de PNM e vento para o DSAS negativo (Figuras 10a e 11a) e para o DSAS positivo (Figuras 10b e 11b). Depois as tendências de longo prazo de PNM e vento foram obtidas e plotadas (Figuras 10c e 11c) para comparar com as composições e identificar que fase do DSAS se assemelha mais com as tendências.

Durante o verão austral (DJF), o centro climatológico da ASAS está localizado mais ao sul e a leste, em aproximadamente 30°S e 5°O com valores de 1020 hPa no centro, que diminuem concentricamente em direção as bordas até aproximadamente 1016 hPa, como mostra os contornos pretos sólidos em todos os painéis da Figura 10.

Na fase negativa do DSAS, há uma migração sutil para norte e enfraquecimento da ASAS (Figuras 10a), que leva à atenuação dos alísios ao norte e fortalecimento dos ventos de oeste ao sul (Figuras 11a), respectivamente sobre as regiões do polo NE e SO do DSAS (veja retângulos).

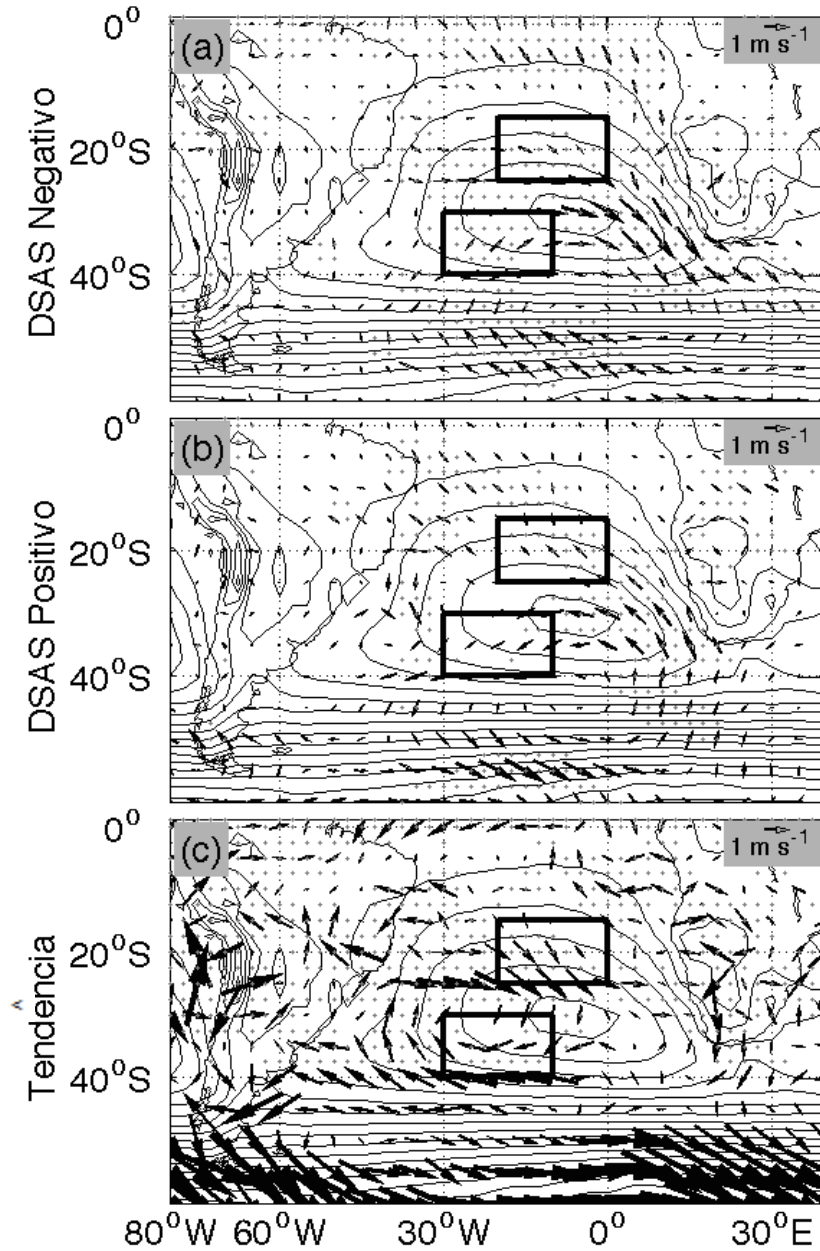
Por outro lado, na fase positiva, a ASAS migra suavemente para sul e se fortalece (Figuras 10b) e como consequência os alísios ao norte se fortalecem e os ventos de oeste ao sul se enfraquecem (Figuras 11b).



**Figura 10:** Composições de PNM em DJF (contornos azuis tracejados) para: (a) DSAS negativo, (b) DSAS positivo, e (c) tendência de longo prazo em 6 décadas. Para todos os painéis, a climatologia da PNM está representada pelos contornos pretos sólidos, a isopleta de 1014 hPa está em negrito e as demais variam de 986 a 1014 hPa em intervalos de 4 hPa e de 1014 a 1020 hPa em intervalos de 2 hPa. Os pontos cinzas representam as regiões onde as composições e as tendências são estatisticamente significativas acima do nível de confiança de 95%.

Estudos recentes mostraram que houve um fortalecimento e migração para sul dos cinturões de ventos de oeste no setor dos oceanos Atlântico Sul e Índico (BIASTOCH et al., 2009). Este fortalecimento e migração para sul dos ventos de oeste é detectado nas tendências de longo prazo de PNM e ventos (Figuras 10c e 11c, respectivamente). Mas note que isso ocorre apenas ao sul da latitude de 50°S. Na região da ASAS houve um enfraquecimento da alta, principalmente na região do

polo NE do DSAS. Esta tendência está mais em consonância com o que gera eventos negativos e não positivos do DSAS.



**Figura 11:** Mesmo que na Figura 10, exceto para o vento a 850 hPa. Os retângulos representam as regiões dos polos NE e SO do DSAS.

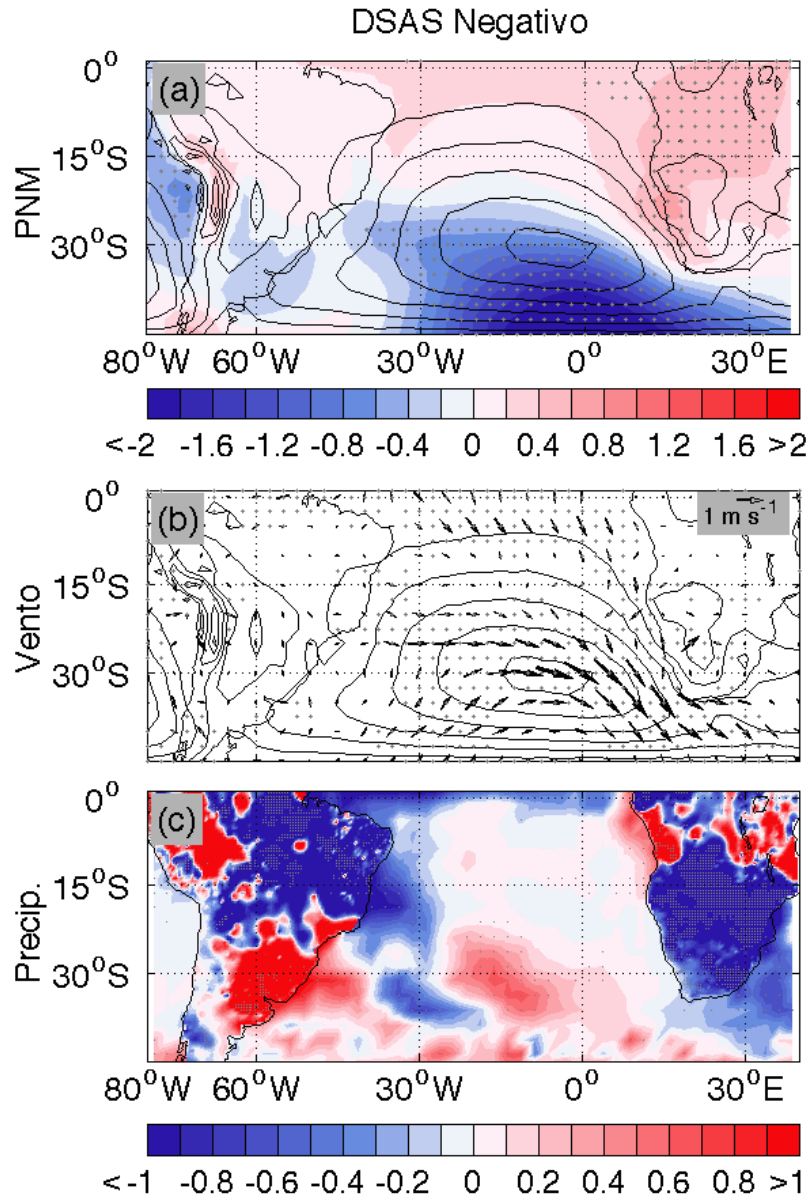
Deste modo, o padrão da tendência de longo prazo é mais parecido com o padrão dos eventos negativos do que com os eventos positivos do DSAS (Figuras 10 e 11). Assim, pode-se especular que essa tendência de longo termo na circulação atmosférica é responsável pela maior ocorrência de eventos negativos de DSAS nas últimas três décadas.

#### 4.5 Tendências de longo prazo de PNM, vento e precipitação

Para melhor entender se as mudanças de longo termo nas forçantes (pressão e vento) são responsáveis pela maior ocorrência de eventos negativos de DSAS, esta seção foca apenas nos eventos negativos de DSAS e nas tendências de longo prazo (Figuras 12 e 13, respectivamente). Também espera-se identificar se a maior ocorrência de eventos negativos afeta a precipitação sobre o sudeste da América do Sul, mais especificamente sudeste/sul do Brasil, e sul da África.

Na comparação das composições de anomalia de PNM e vento horizontal à 850 hPa para DSAS negativo (Figura 12a,b) e tendências de longo prazo (Figura 13a,b), nota-se que os padrões são semelhantes, como já foi mostrado na seção anterior. Porém, nessas figuras fica mais claro que o enfraquecimento da ASAS na tendência de longo prazo está mais confinada a oeste de 5°O enquanto que na composição dos eventos negativos do DSAS ele ocorre ao leste de 30°O. Note que o enfraquecimento dos ventos alísios sobre o polo NE é maior na tendência do que na composição e o fortalecimento dos ventos de oeste é praticamente inexistente sobre o polo SO na tendência. Lembrando que esse enfraquecimento dos ventos alísios ocorre no centro do oceano Atlântico e não próximos à costa.

Este padrão atmosférico da tendência de longo prazo leva o polo NE a desenvolver anomalias quentes de TSM mais fortes e o polo SO a anomalias frias de TSM cada vez mais fracas (Figura 14). Porém a tendência de aumento da anomalia de TSM no polo NE é de +0.65°C e no polo SO é de +0.74°C nos 61 anos. Como consequência, a diferença de anomalias de TSM entre os polos (NE-SO) que é usada para calcular o índice do DSAS diminui. Isso explica porque a variância do DSAS está diminuindo nas últimas décadas, como constatado na Figura 6b,c.

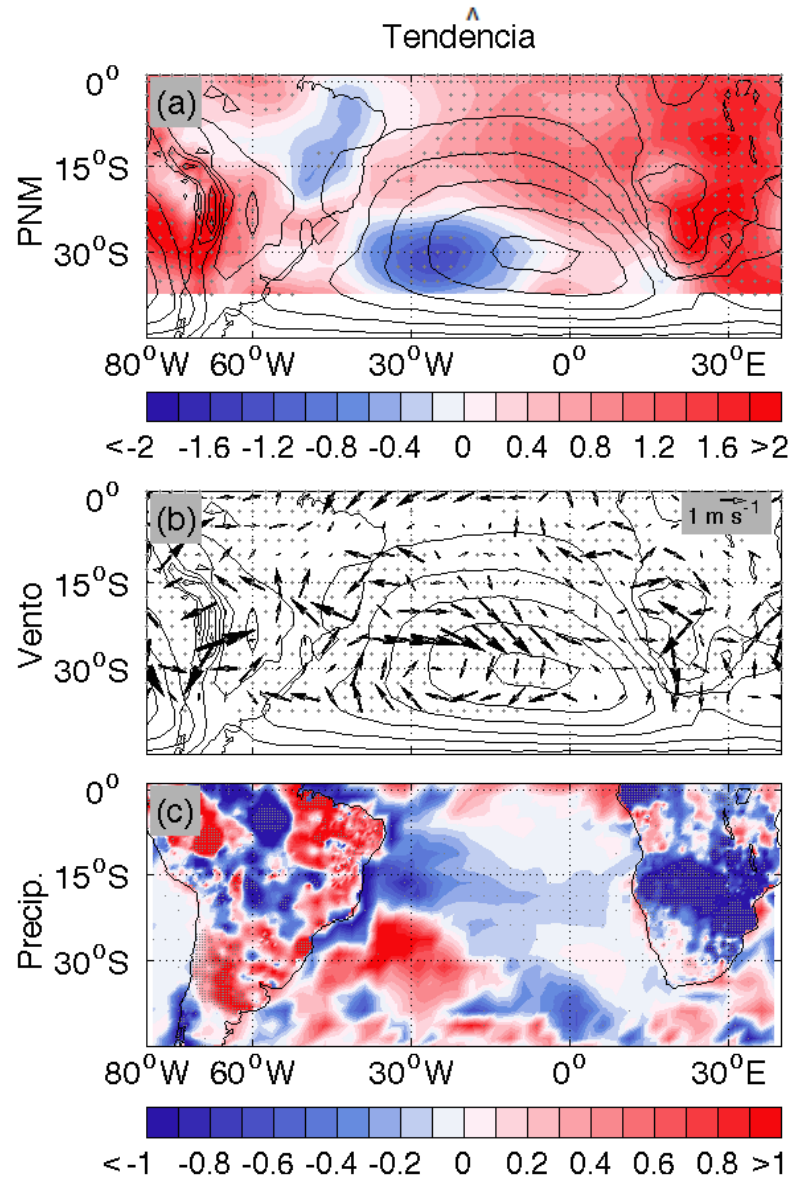


**Figura 12:** Composição de eventos negativos de DSAS em DJF para: (a) PNM (cores em hPa), vento em 850 hPa (vetores em m/s) e precipitação (cores em mm/dia). Contornos pretos em (a) e (b) representam PNM climatológico em intervalos de 2 hPa.

Os efeitos sobre a precipitação são analisados agora. O fluxo de umidade para o sudeste da América do Sul e sul da África está associado às variações na intensidade e migração latitudinal da circulação atmosférica, principalmente aos ventos de oeste e à ASAS.

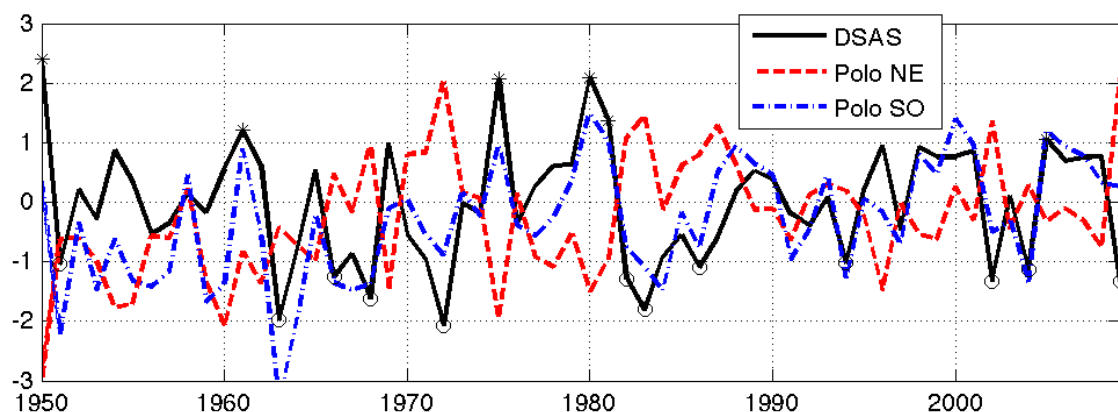
Durante o desenvolvimento da fase negativa do DSAS, a ASAS se desloca para norte, as anomalias positivas/negativas de TSM se estabelecem na região NE/SO e estão relacionadas à precipitação abaixo da média no sul da África e no

sudeste do Brasil (região das ZCAS), bem como precipitação acima da média no sul do Brasil (Figura 12c).



**Figura 13:** Mesmo que na Figura 12, exceto para tendências de longo prazo em 6 décadas.

Os resultados obtidos na fase negativa do DSAS em relação aos fluxos zonais de umidade para a África são consistentes com o trabalho de Mason (1995), que descobriu que variações de TSM nas latitudes médias no Atlântico Sul, através de uma mudança meridional na circulação dos ventos de oeste de latitudes médias, ocasionariam anomalias de precipitação no sul da África. Isto também é corroborado por Morioka et al. (2011) que mostraram que a precipitação no sul da África está correlacionada com o DSAS: na fase negativa/positiva foi observado seca/chuvas no sul da África.



**Figura 14:** Séries temporais do índice do DSAS (curva preta) e das anomalias de TSM para o polo NE (curva vermelha) e para o polo SO (curva azul) usadas para o cálculo do índice (em °C).

Quanto ao regime de precipitações no sudeste da América do Sul, os resultados descritos aqui também são corroborados pela literatura, ou seja, em anos de eventos negativos de DSAS, há um aumento das chuvas no sul do Brasil e enfraquecimento das ZCAS com possível seca para o sudeste (BOMBARDI et al., 2011, 2014). E vice-versa para os eventos positivos de DSAS (não mostrados). É importante salientar que os resultados referentes ao sudeste do Brasil ocorrem de forma mais sutil, principalmente devido à variação da posição da ZCAS.

Comparando a composição de eventos negativos de DSAS com a tendência de longo prazo (Figuras 12c e 13c, respectivamente), os resultados para o sudeste da América do Sul e sul da África são consistentes, ou seja, precipitação abaixo da média para sudeste do Brasil e sul da África e acima da média para o sul do Brasil. Porém, analisando os ventos a 850 hPa (Figura 13b), o JBNAS não está desenvolvido, que como aponta a literatura, seria condutivo para o enfraquecimento da ZCAS e diminuição/aumento das chuvas no sudeste/sul do Brasil.

Em resumo, as tendências de longo prazo da circulação atmosférica sobre o Atlântico Sul e da precipitação sobre o sudeste da América do Sul e sul da África são consistentes com a maior ocorrência de eventos negativos de DSAS. Porém, com os resultados descritos aqui, ainda não é possível estabelecer se as mudanças de longo termo do DSAS são responsáveis, pelo menos em parte, pelas tendências de longo prazo na precipitação; ou se tanto as mudanças no DSAS e precipitação são independentemente causadas pelas mudanças na circulação atmosférica como um todo.



## 5. CONCLUSÃO

O DSAS é o principal modo de variabilidade acoplada do oceano e atmosfera, entre TSM e PNM no oceano Atlântico Sul (VENEGAS et al., 1997, STERL; HAZELEGER, 2003). Este modo é constituído por dois polos com anomalias de TSM de sinais opostos: um polo na região NE do Atlântico Sul que vai de 15°S até aproximadamente 30°S e outro polo mais ao SO que vai de 30°S a 45°S (STERL; HAZELEGER, 2003). As fases do DSAS estão relacionadas com variações na intensidade e posição da ASAS (STERL; HAZELEGER, 2003). A fase positiva do DSAS, que consiste de anomalias de TSM negativas no polo NE e positivas no polo SO, é induzida pela intensificação e deslocamento para sul da ASAS através dos mecanismos de fluxo latente de calor e mudanças na espessura da camada de mistura (FAUCHEREAU et. al., 2003; MORIOKA et al., 2011).

Neste trabalho foram analisadas as variações de longo prazo no DSAS para o período de 1950 a 2011. Houve um aumento de eventos negativos de DSAS nas últimas três décadas, a partir de 1981/82, acompanhado por uma queda abrupta na variabilidade do DSAS. Essas mudanças do DSAS nas últimas três décadas estão associadas às alterações nos campos de ventos sobre o Atlântico Sul que se opõem à variações reportadas na literatura para o cinturão de ventos de oeste mais ao sul.

Vários estudos mostraram que está ocorrendo uma migração para os polos e fortalecimento dos cinturões de ventos de oeste (BIASTOCH et al., 2009). Se essas alterações (migração para sul e fortalecimento) também ocorressem com a ASAS era de se esperar um aumento no número de eventos positivos de DSAS. Mas isso não foi o constatado. Houve um aumento no número de eventos negativos de DSAS porque de fato a ASAS enfraqueceu e migrou para norte (e não para sul), principalmente na sua porção mais ao norte. As peculiaridades dessa mudança de longo prazo nos ventos sobre o Atlântico Sul também explicam a queda da variância do DSAS depois de 1981/82.

A intensificação e a migração para sul do cinturão de ventos de oeste no Hemisfério Sul nas últimas décadas estão relacionadas ao fato de que a baixa estratosfera polar está se resfriando devido à depleção de ozônio e a troposfera subtropical está se aquecendo devido ao aquecimento global causado pelo aumento de gases do efeito estufa. Lembrando que experimentos com modelos climáticos mostraram que o fator mais importante para a intensificação e a migração para sul



do cinturão de ventos de oeste é a depleção da camada de ozônio que começou no início dos anos 80 (POLVANI et al., 2011) e considerando que as mudanças no DSAS ocorrem principalmente depois dos anos 80, especula-se que as alterações no campo de vento sobre o Atlântico Sul estão interligadas à mudanças no cinturão de ventos de oeste e, portanto, a depleção de ozônio estratosférico. O uso de saídas de modelos climáticos globais da fase 5 do IPCC (CMIP5) poderiam ser usados para confirmar isso, uma vez que levam em conta a recuperação da camada de ozônio no futuro.

Os resultados também mostraram que há uma mudança de longo prazo na precipitação sobre o sudeste da América do Sul e sul da África que são consistentes com uma maior frequência de eventos negativos de DSAS. A tendência é de ter precipitação abaixo da média para sudeste do Brasil e sul da África e acima da média para o sul do Brasil. Porém, ainda não é possível estabelecer se as mudanças de longo termo do DSAS são responsáveis, pelo menos em parte, pelas tendências de longo prazo na precipitação; ou se tanto as mudanças no DSAS e precipitação são independentemente causadas pelas mudanças na circulação atmosférica como um todo. Experimentos numéricos com modelos acoplados de oceano e atmosfera poderiam ser usados para resolver essa questão.

## 6. REFERÊNCIAS

- BEAL, L. M., DE RUIJTER, W. P. M., BIASTOCH, A., ZAHN, R., 2011. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 472, 429-436.
- BIASTOCH, A., BÖNING, C. W., LUTJEHARMS, J. R. E., 2008. Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. *Nature*, 456, 489-492.
- BIASTOCH, A., BÖNING, C. W., SCHWARZCOPF, F. U., LUTJEHARMS, J. R. E., 2009. Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. *Nature*, 462, 495-498.
- BOMBARDI, R. J., CARVALHO L. M. V., 2011. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. *Climate Dynamics*, 36, 2091–2102, doi:10.1007/s00382-010-0836-9.
- BOMBARDI, R. J., CARVALHO, L. M. V., JONES, C., REBOITA, M. S., 2014. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. *Climate Dynamics*, 42, 1553-1568.
- CARVALHO, L. M. V., JONES, C., LIEBMANN, B., 2002a. Extreme Precipitation Events in Southeaster South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15, 2377-2394.
- CARVALHO, L. M. V., JONES, C., LIEBMANN, B., 2004. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal and Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, 17, 88-108.
- DE RUIJTER, W., 1982. Asymptotic analysis of the Agulhas and Brazil Current systems. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 361–373.
- EMERY W. J., THOMSON R. E., 2004. Data analysis methods in physical oceanography. 2nd ed. New York: *Elsevier*. 638 p.

- FAUCHEREAU, N., TRZASKA, S., RICHARD, Y., ROUCOU P., CAMBERLIN, P., 2003. Sea-surface temperature co-variability in the southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology*, 23, 663-677, doi:10.1002/JOC.905.
- GOOSSENS, C., BERGER, A., 1986. Annual and Seasonal Climatic Variations Over the Northern Hemisphere and Europe during the last century. *Annales Geophysicae*, Berlin, v, B4, 385-400.
- GRIMM, A. M., ZILLI, M. T., 2009. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. *Journal of Climate*, 22, 2257-2275.
- HERMES, J. C., REASON, C. J. C., 2005: Ocean model diagnosis of interannual coevolving SST variability in the South Indian and South Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 18, 2864–2882, doi:10.1175/JCLI3422.1.
- HIPEL, K. W., McLEOD, A. D., 1994. Times series modelling of water resources and enviromental systems, *Developments in Water Science*, v. 45, ed. Elsevier, 1010 p.
- HU, Y., FU, Q., 2007. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmospheric Chemistry Physics*, 7, 5229– 5236.
- JOHANSON, C. M., FU, Q., 2009. Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *Journal of Climate*, 22, 2713–2725.
- KALNAY, E. e coautores, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of American Meteorology Society*, 77, 437–471.
- LEGATES, D. R., WILLMOTT, C. J., 1990. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, 10, 111–127.
- LUTJEHARMS, J. R. E., 2006. The Agulhas Current., Berlin: *Springer*. 330 p.
- MANN, H. B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.

- MASON, S., 1995. Sea-surface temperature-South African rainfall associations, 1910–1989. *International Journal of Climatology*, 15, 119–135.
- MARENGO, J. A., SOARES, W. R., SAULO, C., NICOLINI, M., 2004. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*, 17, 2261-2280.
- MORIOKA, Y., TOZUKA, T., YAMAGATA, T., 2011. On the growth and decay of the subtropical dipole mode in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 24, 5538-5554.
- MORIOKA, Y., TOZUKA, T., MASSON, S., TERRAY, P., LUO, J.-J., YAMAGATA, T., 2012. Subtropical dipole modes simulated in a coupled general circulation model. *Journal of Climate*, 25, 4029-4047.
- MORIOKA, Y., MASSON S., TERRAY P., PRODHOMME C., BEHERA S. K., MASUMOTO Y., 2014: Role of tropical SST variability on the formation of subtropical dipoles. *Journal of Climate*, 27, 4486–4507, doi:10.1175/JCLI-D-13-00506.1.
- NOGUÉS-PAEGLE, J., MO, K., C., 1997. Alternating Wet and Dry Conditions over South America During Summer. *Monthly Weather Review*, 125, 279-291.
- POLVANI, L. M., WAUGH, D. W., CORREA, G. J., SON, S. W., 2011. Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth-century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, 24, 795-812.
- QUADRO, M. F. de L., 1994. Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS sobre a América do Sul. *Dissertação de Mestrado em Meteorologia*, INPE.
- RODRIGUES, R. R., CAMPOS E. J. D., HAARSMA E. R., 2015: The Impact of ENSO on the South Atlantic Subtropical Dipole Mode. *Journal of Climate*, 28, 2691–2705.

- SMITH, T. M., REYNOLDS, R. W., 2004. Improved extended reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, 17, 2466-2477.
- STERL, A., HAZELEGER, W., 2003. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. *Climate Dynamics*, 21, 559-571.
- VENEGAS, S. A., MYSK, L. A., STRAUB, D. N., 1997. Atmosphere-Ocean coupled variability in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 10, 2904-2920.